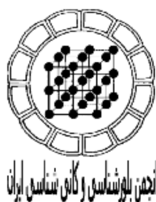
مجله
بلورشناسی و کانی شناسی ایران

مقاله پژوهشی

سال سی و یکم، شمارهٔ دوم، تابستان ۱۴۰۲، از صفحهٔ ۳۰۵ تا ۳۱۸



کانی‌شناسی بازالت‌های قلیایی الیگوسن و بیگانه سنگ‌های سیلیمانیتیت موجود در آنها (جنوب غرب جندق، استان اصفهان، ایران مرکزی)

حنان سلیم[۱]، قدرت ترابی*[۱]، نرگس شیردشت‌زاده[۲]

۱-گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه اصفهان، اصفهان، ایران

۲- بخش زمین شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه تربیت مدرس، تهران، ایران

(دریافت مقاله: ۱۴۰۱/۶/۱۶، نسخه نهایی: ۱۴۰۱/۹/۱۵)

چکیده: رخنمون بازالت‌های قلیایی الیگوسن پیشین در راستای گسل تویره، در شمال‌غربی خردقاره شرق - ایران مرکزی، از نظر سنگ‌نگاری و شیمی‌کانی‌ها بررسی شد. این بازالت‌های قلیایی از درشت بلورهای کریزولیت (Fo_{70-90})، اوژیت-دیوپسید (Mg#=۰٫۸۲) و لابرادوریت (An_{30-70}) در زمینه‌ای شامل بلورهای ریز همین کانی‌ها افزون بر سانیدین و کانی‌های ثانویه (سرپانتین، زئولیت) و کانی‌های کدر تشکیل شده‌اند. همچنین، این سنگ‌ها دارای بیگانه سنگ‌های سیلیمانیتیت هستند که از کانی اصلی سیلیمانیت فیبرولیتی و منشوری، کانی فرعی کروندوم و کانی‌های ثانویه (کلریت و اسکاپولیت) تشکیل شده‌اند و بافت‌های دانه شکفتی، نخ شکفتی، غربالی و تاج‌خروسی نشان می‌دهند. این بیگانه سنگ‌های غنی از آلومینیم و دارای سیلیس متوسط به احتمال بسیار فراورده دگرگونی سنگ‌های رسوبی پوسته قاره‌ای هستند و با ماگمای بازالتی قلیایی سریع به سطح زمین آورده شده‌اند. تشکیل فیبرولیت پیرامون برخی سیلیمانیت‌های منشوری و تشکیل اسپینل‌های غنی از آلومینیم (Mg#=۰٫۵-۰٫۴) در مرز بیگانه سنگ با بازالت میزبان گویای کاهش دما و فشار طی صعود و واکنش مذاب بازالتی با بیگانه سنگ هستند.

واژه‌های کلیدی: *کانی‌شناسی؛ بازالت قلیایی؛ بیگانه سنگ‌های سیلمانیتیت؛ الیگوسن؛ جندق؛ ایران مرکزی.*

مقدمه

سنگ‌های قلیایی سنگ‌هایی غنی از قلیایی‌ها (Na_2O+K_2O) هستند که این عناصر می‌توانند در ساختار فلدسپارها و دیگر فازهای غنی از قلیایی جای گیرند. از این رو با استفاده از نمودار قلیایی‌ها نسبت به سیلیس می‌توان این سنگ‌ها را شناسایی کرد [۱]. این سنگ‌ها می‌توانند دارای نفلین یا آکمیت هنجاری باشند. اغلب مذاب‌های سازنده سنگ‌های قلیایی از ذوب بخشی درجه پایین تا متوسط یک گارنت لرزولیت غنی‌شده گوشته سست کره‌ای ایجاد شده‌اند [۳،۲]. در ترکیب بازالت‌های قلیایی، اغلب مقدار قابل توجهی از عناصر سنگ دوست بزرگ یون (LILE)، Nb، Ta، Ti و عناصر خاکی نادر (REE) وجود دارد. از دلایل غنی‌بودن پریدوتیت‌های گوشته سست کره‌ای، دگرنهادی گوشته در اثر نفوذ سیال‌های آزاد شده از تختال فرورونده است [۴]. بازالت های قلیایی ناشی از تبلور ماگمایی هستند که بدون جدایش قابل توجه و با سرعت صعود بالا به سطح زمین می‌رسند [۵]. این ماگماهای بازالتی قلیایی وقتی که از طریق گسل‌ها به سمت بالا حرکت می‌کنند، می‌توانند قطعه‌هایی از بخش‌های مختلف گوشته و پوسته را به‌صورت بیگانه سنگ (زنولیت) با خود حمل کرده و به سطح زمین بیاورند. با بررسی بیگانه سنگ‌های موجود در بازالت‌های قلیایی، می‌توان به ماهیت سنگ‌شناسی گوشته و بخش‌های مختلف پوسته زمین آن منطقه پی برد [۶-۹].

در سرزمین ایران تاکنون چند پژوهش پیرامون بیگانه سنگ‌های موجود در بازالت‌های قلیایی انجام شده است که از آن جمله می‌توان به مراجع [۱۰-۱۸] اشاره نمود.

از بخش‌های مرکزی ایران و نزدیک به منطقه مورد نظر (جنوب غرب جندق و منطقه گدار سیاه) نیز سنگ‌های آتشفشانی ائوسن و الیگوسن دارای بیگانه سنگ‌های پوسته و

*نویسنده مسئول، تلفن: ۰۳۱-۳۷۹۳۶۱۶۵، نمابر: ۰۳۱-۳۷۹۳۲۱۵۲، پست الکترونیکی: Torabighodrat@sci.ui.ac.ir

[DOR: 20.1001.1.17263689.1402.31.2.7.0]
[DOI: 10.61186/ijcm.31.2.305]

گوشته [۱۵-۱۸]، بررسی شده‌اند.

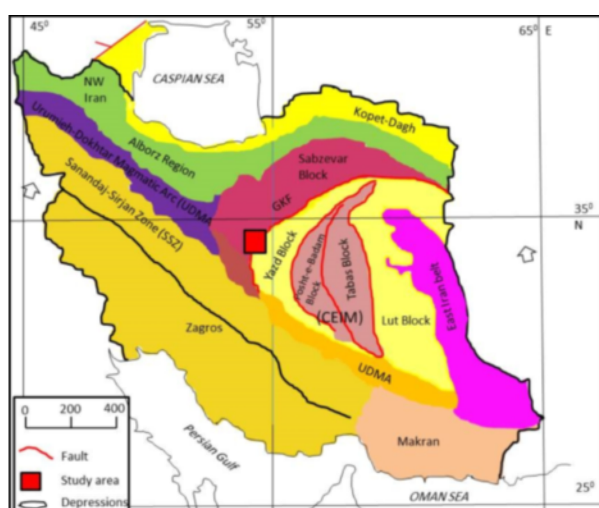
در جنوب غرب شهر جندق (استان اصفهان، ایران مرکزی) در منطقه تویره نیز بازالت های قلیایی الیگوسن پیشین بیگانه سنگ‌های فراوانی دارند [۱۹-۲۱] که یکی از این انواع آن‌ها، بیگانه سنگ‌های سیلیمانیتیت هستند. از آنجا که بررسی این بیگانه سنگ‌های سیلیمانیتیت می‌تواند اطلاعات مفیدی درباره ماهیت پوسته این بخش از ایران مرکزی و همچنین سنگ‌مادر احتمالی سیلیمانیتیت‌ها در اختیار قرار دهد، در این پژوهش این گروه از بیگانه سنگ‌ها از نظر کانی‌شناسی بررسی شده‌اند.

زمین‌شناسی منطقه

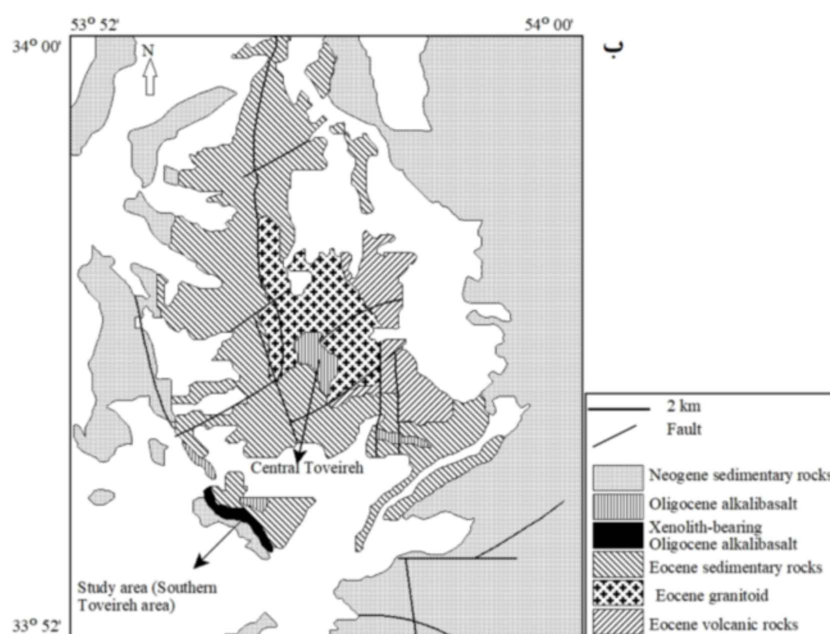
منطقه تویره در شمال شرقی استان اصفهان، نزدیک مرز جنوب غربی دشت کویر، در بخش شمال غربی خردقاره شرق - ایران مرکزی (CEIM) قرار دارد (شکل‌های ۱ الف و ۲ ب). این منطقه در فاصله ۳۵۰ کیلومتری شمال شرق شهر اصفهان و حدود ۵۰ کیلومتری جنوب غرب شهر جندق واقع است.

در منطقه تویره، قدیمی‌ترین واحد سنگی آندزیت‌های آهکی‌قلیایی ائوسن میانی هستند که با توده گرانیتوئیدی ائوسن پسین قطع شده‌اند. این دو واحد سنگی ائوسن در الیگوسن پیشین با بازالت های قلیایی قطع شده اند.

الف



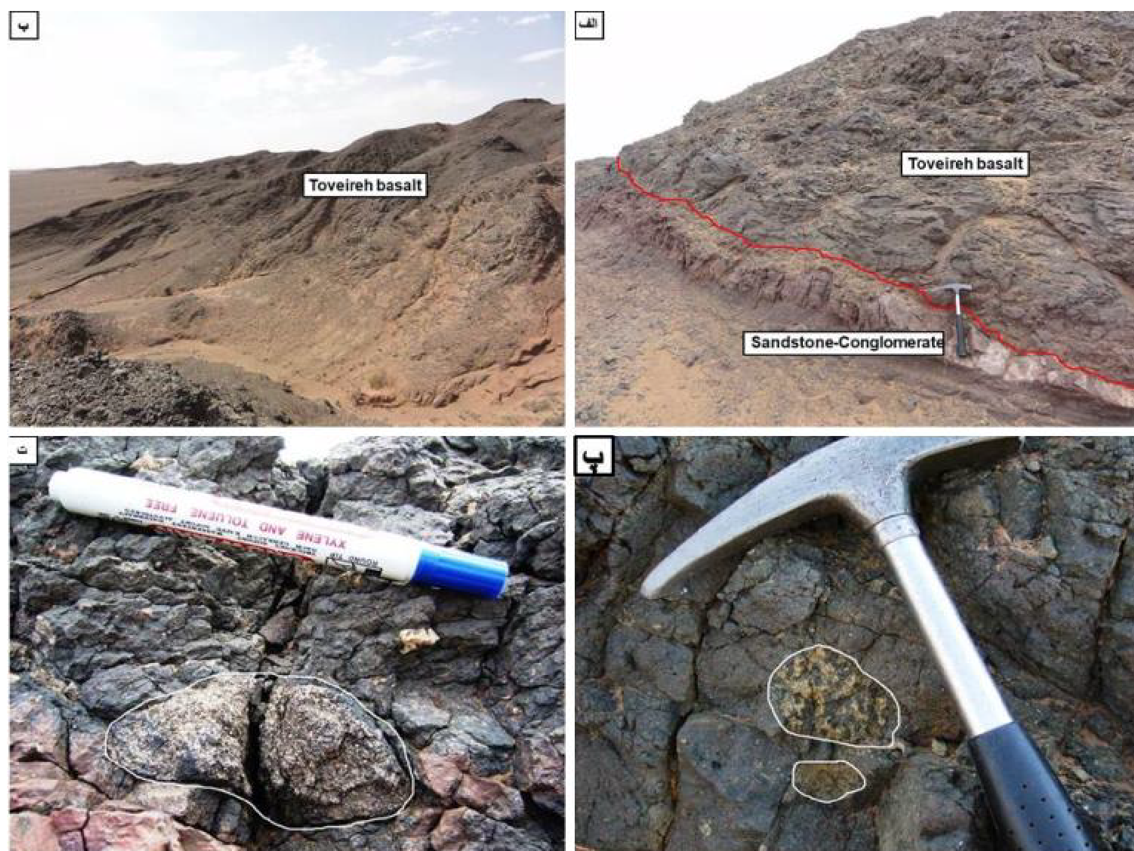
ب



شکل ۱ الف- موقعیت منطقه تویره تا آیرکان در نقشه تقسیمات زمین شناسی ایران [۲۱،۲۰]؛ ب- نقشه منطقه تویره (برگرفته از مرجع [۱۹] با تغییرات).

[DOR: 20.1001.1.17263689.1402.31.2.7.0]
[DOI: 10.61186/ijcm.31.2.305]

[DOR: 20.1001.1.17263689.1402.31.2.7.0]
[DOI: 10.61186/ijcm.31.2.305]



شکل ۲ الف، ب- تصاویر صحرایی بازالت های قلیایی الیگوسن پیشین منطقه تویره (نگاه به جنوب شرق برای تصویر ب)؛ پ، ت- تصاویری از بیگانه سنگ‌های موجود در بازالت های قلیایی الیگوسن پیشین منطقه تویره(جنوب غرب جندق، استان اصفهان).

سنگ‌های آتشفشانی الیگوسن تویره در راستای گسل تویره و در تقریبا عمود بر گسل کویر بزرگ قرار دارند. سن این سنگ‌ها به روش K-Ar توسط کارشناسان روسی در طرح تکنواکسپورت ۳۳ میلیون سال پیش تعیین شده است [۲۲]. بازالت تویره با روند شمال غربی - جنوب شرقی تا شرقی - غربی روی واحد کنگلومرا - ماسه سنگ ائوسن - الیگوسن قرار دارد (شکل‌های ۲ الف و ب). از ویژگی‌های شاخص بازالت تویره این است که میزبان بیگانه سنگ و بیگانه بلورهای برگرفته از اعماق زمین است (شکل‌های ۲ پ و ت). این بیگانه سنگ‌ها دارای در نمونه دستی از نظر رنگ (تیره تا روشن) و اندازه (از میلی‌متر تا دسی‌متر) تنوع بسیاری دارند.

روش انجام پژوهش

همزمان با بازدیدهای صحرایی، از واحدهای مختلف سنگی منطقه، نمونه‌برداری شد. برای بررسی‌های میکروسکوپی و تجزیه ریزپردازش الکترونی، از نمونه‌های سالم و با دگرسانی کم، مقطع نازک و نازک- صیقلی تهیه شد. بررسی‌های سنگ نگاری با میکروسکوپ قطبشی الیمپوس مدل BH-2 در آزمایشگاه کانی‌شناسی دانشگاه اصفهان انجام شد و برخی از کانی‌ها برای تجزیه شیمیایی نقطه‌ای انتخاب گردیدند. تجزیه نقطه‌ای کانی‌ها برای تعیین مقدار عناصر اصلی، با ریزپردازشگر الکترونی JEOL JXA-8800, WDS با ولتاژ شتاب‌دهنده ۱۵ کیلوولت، جریان ۱۵ نانوآمپر و قطر باریکه ۳ میکرومتر در دانشگاه کانازاوا ژاپن انجام شد. فرمول ساختاری کانی‌ها با نرم افزار Minpet به‌دست آمد. علائم اختصاری کانی‌ها که در تصاویر میکروسکوپی و جدول‌ها آورده شده‌اند، برگرفته از ویتنی و اوانس [۲۳] می‌باشند.

سنگ‌نگاری

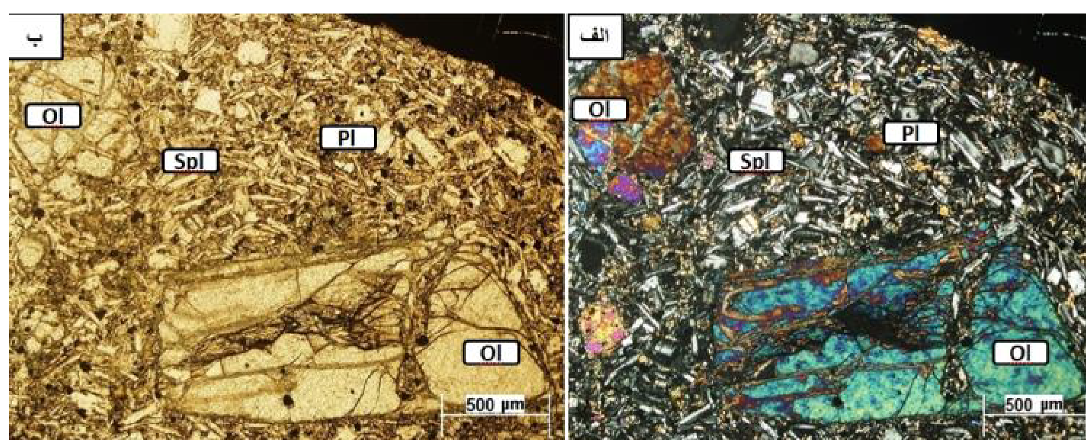
بازالت تویره

بازالت تویره دارای درشت بلورهای الیوین، کلینوپیروکسن و پلاژیوکلاز است که در زمینه‌ای شامل بلورهای ریز از جنس

همین کانی‌ها، سانیدین و کانی‌های کدر (ایلمنیت) قرار دارند (شکل ۳). کانی‌های ثانویه شامل سرپانتین، زئولیت (ناترولیت و مزولیت) و کانی‌های کدر (مگنتیت، ایلمنیت) هستند. اسپینل‌های کروم‌دار قهوه‌ای رنگ درون برخی از درشت بلورهای الیوین قرار دارند (شکل ۳). درشت بلورهای کلینوپیروکسن و پلاژیوکلاز فراوانی بیشتری نسبت به الیوین دارند. پورفیری، ریزسنگی پورفیری، گلومروپورفیری و خال خال از بافت‌های اصلی این سنگ‌ها هستند (شکل ۳). درشت بلورهای الیوین به‌صورت بلورهای شکل دار تا نیمه شکل دار هستند (شکل ۳). این کانی اغلب سالم بوده و در برخی نمونه‌ها، به ویژه در شکستگی‌های آن‌ها، به سرپانتین تبدیل شده است. در آن دسته از بلورهای شکل دار الیوین که کامل به سرپانتین تبدیل شده‌اند، هنوز شکل بلور اولیه الیوین قابل تشخیص است رنگ قهوه‌ای اسپینل کروم دار به ویژه در بخش‌های سرپانتینی شده نمایان است. لبه و شکستگی‌های اسپینل‌ها در اثر دگرسانی به مگنتیت تبدیل شده است که به رنگ سیاه و با پهنای متغیر دیده می‌شوند.

درشت بلورهای کلینوپیروکسن در بازالت تویره به‌صورت بلورهای شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار هستند، منطقه‌بندی نمایان و لبه‌ای به رنگ قهوه‌ای دارند (شکل ۳). پیدایش منطقه‌بندی در درشت بلورها به سرعت رشد بلور در هنگام صعود ماگما و ورود یون‌ها از ماگما به ساختار کانی بستگی دارد [۲۴]. به‌طور کلی، وجود منطقه‌بندی در درشت بلورهای مافیک در سنگ‌های آتشفشانی نشان‌دهنده تغییر شرایط تبلور طی صعود ماگماست که باعث تشکیل بخش‌های میانی و لبه کانی در شرایط متفاوتی از نظر ترکیب ماگما و ویژگی‌های فیزیکی (فشار و سرعت تبلور) می‌شود [۲۵]. وقتی سرعت تبلور نسبت به سرعت انتشار یون‌ها بیشتر شود، ساختار اتمی کانی با عناصری در دسترس آن شکل می‌گیرد. در بازالت تویره، لبه قهوه‌ای رنگ درشت بلورهای کلینوپیروکسن در فشار کمتر و با سرعت بیشتر نسبت به بخش‌های میانی آن تشکیل شده‌اند. در برخی بخش‌ها، در لبه درشت بلورهای کلینوپیروکسن فرورفتگی و خوردگی وجود دارد. کاهش فشار ناشی از صعود ماگما باعث عدم تعادل کانی و ذوب آن می‌شود. این کاهش فشار از آن جا که بسیار سریع است و فرصت برای ذوب کامل کانی وجود ندارد، تنها در بخش‌های لبه آن به‌صورت خوردگی دیده می‌شود [۲۶]. پلاژیوکلاز نیز به ندرت به‌صورت درشت بلور دیده می‌شود. همگنی و همانندی بازالت‌های تویره از نظر سنگ نگاری و درصد حجمی فراوانی کانی ها (مودال) و همچنین وجود کانی‌های الیوین، کلینوپیروکسن و پلاژیوکلاز به دو صورت درشت بلور و در زمینه نشان می‌دهد که شرایط برای تبلور این کانی‌ها هنگام توقف و طی صعود ماگما فراهم بوده و جدایش نقش قابل‌توجهی در تکامل ماگما نداشته است. با این حال، وجود منطقه‌بندی در درشت بلورهای کلینوپیروکسن و لبه‌های خورده شده در پلاژیوکلاز می‌تواند بیانگر تفاوت در شرایط فشار تبلور این کانی‌ها بوده باشد [۲۶-۲۸].

زئولیت‌ها به‌صورت بلورهای سوزنی و با آرایشی شعاعی و پرمانند و به رنگ‌های خاکستری تا سفید در بخش‌های بالایی سنگ‌های آتشفشانی تویره دیده می‌شوند. این کانی‌ها اغلب پرکننده حفره‌ها هستند.

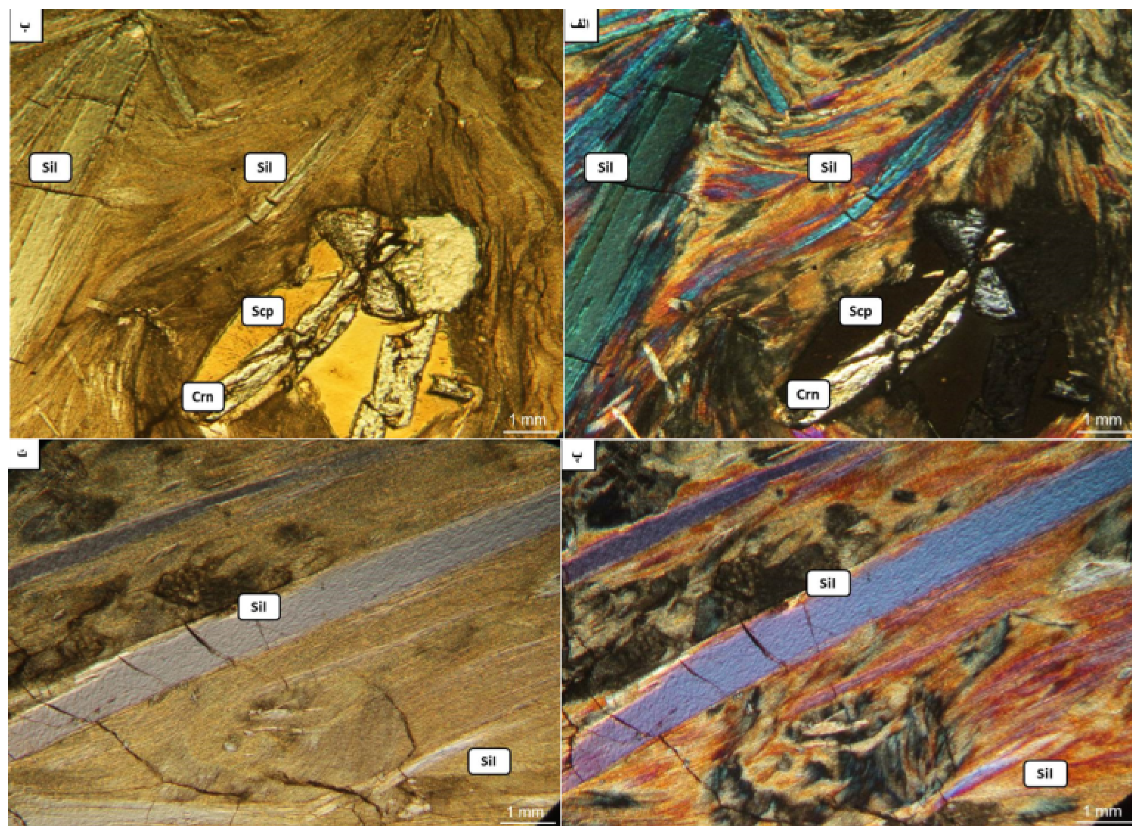


شکل ۳ تصویر میکروسکوپی از بازالت تویره (الف) در نور قطبیده متقاطع (XPL) و ب) در نور قطبیده صفحه‌ای (PPL).

[DOR: 20.1001.1.17263689.1402.31.2.7.0]
[DOI: 10.61186/ijcm.31.2.305]

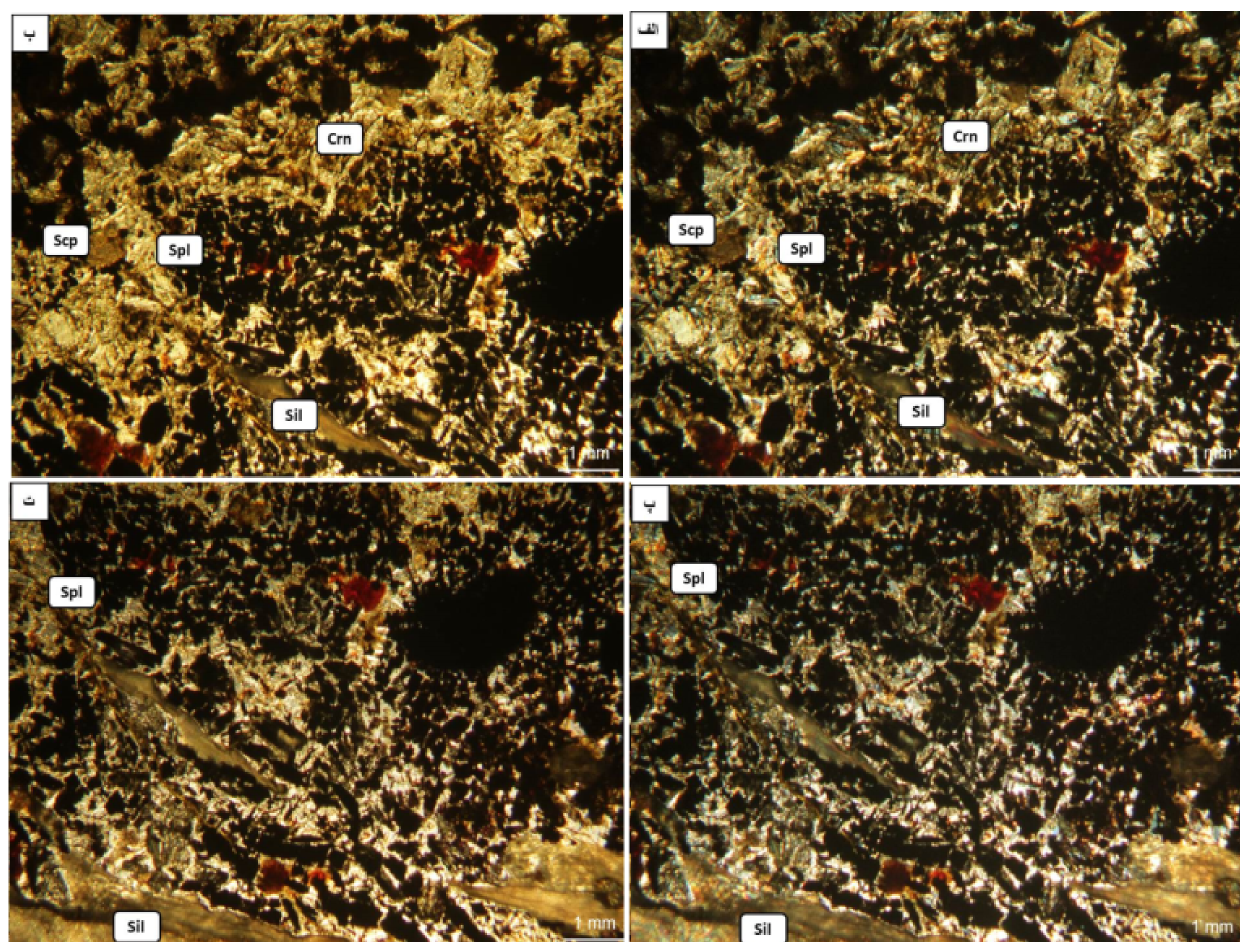
سنگ‌نگاری بیگانه سنگ‌های سیلیمانیتیت موجود در بازالت تویره

بازالت تویره میزبان بیگانه سنگ‌های برگرفته از گوشته و بخش‌های مختلف پوسته قاره‌ای است. بیگانه سنگ‌های سیلیمانیتیت از انواع بیگانه سنگ‌های برگرفته از پوسته قاره‌ای در نظر گرفته شده و با رنگ روشن و قطر تا۱۰ سانتی متر دیده می‌شوند (شکل ۲ ت). بررسی‌های صحرایی نشان می‌دهند که بیگانه سنگ‌های سیلیمانیتی در بخش قاعده بازالت تویره، در تماس با واحد ماسه سنگ - کنگلومرا (ائوسن - الیگوسن)، بیشترین فراوانی را دارند. این بیگانه سنگ‌ها به‌صورت قطعه‌های جدا شده از سنگ میزبان راحت‌تر قابل تشخیص هستند (شکل ۲ پ). آنها در نمونه دستی رنگ روشن و ظاهری یکنواخت دارند. در مقاطع نازک تهیه‌شده از این سنگ‌ها، بافت‌های دانه شکفتی، نخ شکفتی (شکل ۴)، غربالی و تاج-خروسی دیده می‌شوند. سیلیمانیت کانی اصلی و کروندم کانی فرعی این بیگانه سنگ‌ها هستند (شکل ۴). اسکاپولیت و کلریت کانی‌های ثانویه موجود در این بیگانه سنگ‌ها هستند که پیرامون برخی از بلورهای کروندم تشکیل شده‌اند (شکل ۴). سیلیمانیت فیبرولیتی و منشوری کانی اصلی بیگانه سنگ‌های سیلیمانیتیت مورد بررسی است (هر یک حدود ۴۵٪ حجمی) که هم به‌صورت بلورهای رشته‌ای و هم به‌صورت منشورهای شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار دیده می‌شوند (شکل ۴). سیلیمانیت‌های فیبرولیتی سیلیمانیت‌های منشوری را فرا گرفته‌اند (شکل ۴-پ). کروندم دیگر کانی سازنده بیگانه سنگ‌های سیلیمانیتیتی تویره است که فراوانی آن گاهی تا ۱۰ درصد نیز می‌رسد. بلورهای شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار این کانی با رنگ زرد در نور قطبیده قابل تشخیص هستند (شکل ۴ ب). این کانی در نور قطبیده برجستگی‌های بسیاری دارد. بررسی مقاطع نازک تهیه شده از بیگانه سنگ‌های سیلیمانیتیت تویره نشان می‌دهد که آن‌ها کوارتز ندارند. کانی اسپینل نیز در محل تماس بیگانه سنگ و بازالت دربرگیرنده در اثر واکنش میان آن‌ها ایجاد شده است (شکل ۵).



شکل ۴ تصاویر میکروسکوپی از بیگانه سنگ‌های سیلیمانیتیت موجود در بازالت‌های تویره. در این تصاویر مشخص است که سیلیمانیت منشوری، فیبرولیت سیلیمانیت و کرندوم کانی‌های سازنده این بیگانه سنگ‌ها هستند. سیلیمانیت منشوری با فیبرولیت سیلیمانیت دربرگرفته شده است (تصویر الف در XPL و تصویر ب در PPL).

[DOR: 20.1001.1.17263689.1402.31.2.7.0]
[DOI: 10.61186/ijcm.31.2.305]



شکل ۵ تصاویر میکروسکوپی از لبه واکنشی پیرامون بیگانه سنگ‌های سیلیمانیتی موجود در بازالت قلیایی تویره.

شیمی‌کانی

کانی‌های موجود در بازالت تویره

از تجزیه ریزپردازشی کانی‌های موجود در بازالت تویره نتایجی به دست آمد که در ادامه بیان می‌شوند.

میانگین مقدار Al_2O_3، Cr_2O_3، FeO^* و MgO در اسپینل‌های کروم‌دار به‌ترتیب ۴۲/۳، ۲۱/۶۷، ۱۷/۸۶ و ۱۷/۰۷ درصدوزنی است و میانگین مقدار TiO_2 آن‌ها ۰/۴۳ درصدوزنی اندازه گیری شد. بر این اساس، میانگین مقدار #Cr و #Mg این اسپینل‌ها به‌ترتیب ۰/۲۵۶ و ۰/۷۵ – ۰/۵۷ به‌دست آمد (جدول ۱).

مقدار فورستریت درشت بلورهای الیوین نیز برابر با ۰/۹ – ۰/۷ محاسبه شد (جدول ۱) که معادل ترکیب کریزولیت است (شکل ۶ الف). البته، ترکیب الیوین‌ها در لبه نسبت به مرکز دارای #Fe بیشتر و #Mg کمتر است (شکل ۶ الف). این در حالی است که بلورهای ریز الیوین که در زمینه بازالت تویره وجود دارند، دارای میانگین مقدار FeO^*، MgO و CaO به‌ترتیب برابر با ۲۴، ۳۷/۴ و ۰/۳۲ درصدوزنی هستند (جدول ۱) و ترکیب آنها معادل هیالوسیدریت است (شکل ۶ الف).

بخش‌های میانی درشت بلورهای کلینوپیروکسن ترکیب اوژیت دارند و لبه آن‌ها از نوع دیوپسید است (جدول ۱). میانگین ترکیب بخش میانی این کانی $Fs_{۱۴/۶}$ $En_{۴۲/۱۲}$ $Wo_{۴۳/۲۹}$ و در لبه آن $Fs_{۱۳/۸۵}$ $En_{۴۰/۰۳}$ $Wo_{۴۶/۱۲}$ است. در مقابل، ترکیب کلینوپیروکسن‌های ریز بلور که در زمینه بازالت تویره وجود دارند. دیوپسید غنی از Ti با ۰/۸۳ – ۰/۸۰ = #Mg و میانگین ترکیبی آنها $Fs_{۱۳/۰۱}$ $En_{۴۰/۴۷}$ $Wo_{۴۶/۵۳}$ است (جدول ۱، شکل ۶ ب). میانگین مقدار TiO_2 و Al_2O_3 این کلینوپیروکسن‌ها به ترتیب ۴/۸ و ۱/۷ درصدوزنی اندازه گیری شد.

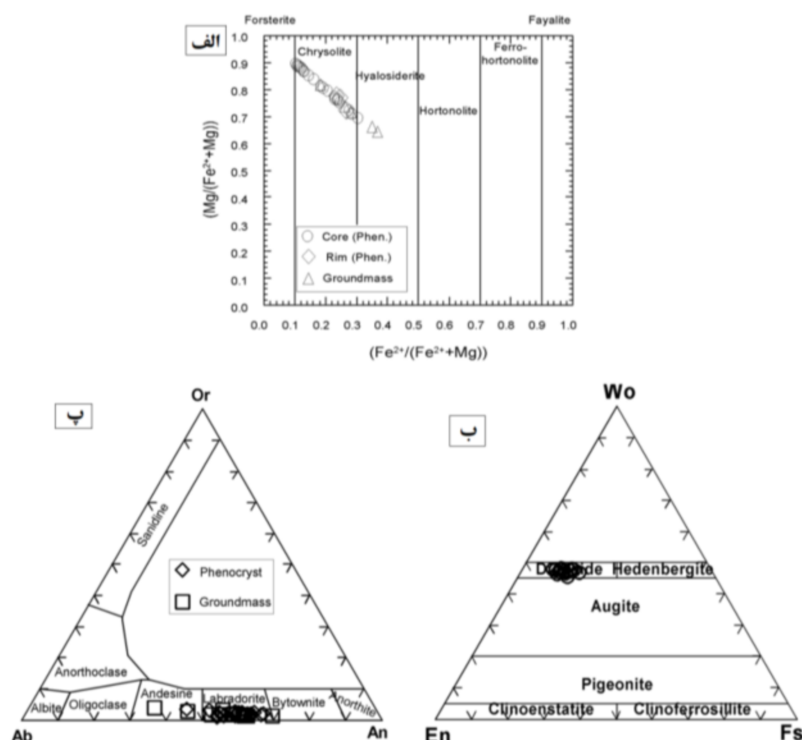
درشت بلورها و ریزسنگ‌های پلاژیوکلاز اغلب ترکیب لابرادوریت ($An_{۳۰-۷۰}$) و تعداد کمی از نمونه‌ها ترکیب آندزین

[DOR: 20.1001.1.17263689.1402.31.2.7.0]
[DOI: 10.61186/ijcm.31.2.305]

دارند (جدول ۲، شکل ۶ پ). میانگین ترکیب این پلاژیوکلازها $Or_{۳/۱۱}$ $An_{۵۶/۱۵}$ $Ab_{۴۰/۵۵}$ است. زئولیت‌ها از نوع ناترولیت و مزولیت و کانی‌های کدر نیز از نوع مگنتیت و ایلمنیت هستند (جدول ۲).

جدول ۱ نتایج تجزیه ریزپردازشی (برحسب درصدوزنی) و محاسبه فرمول ساختاری اسپینل‌ها، الیوین‌ها و کلینوپیروکسن‌ها در بازالت قلیایی تویره.

نام کانی	کلینوپیروکسن زمینه		درشت بلور کلینوپیروکسن		الیوین زمینه		درشت بلور الیوین		اسپینل در درشت بلور الیوین		
شماره نمونه	B409	B406	B412	B411	B416	B406	B412	B411	B409-1	B409-1	B409-1
شماره نقطه	۱۰۵	۲۴۷	۱۲	۱۴۲	۱۱	۲۶۲	۱۵	۱۲۰	۱۳۵	۱۳۴	۱۳۲
SiO_2	۴۸/۰۱	۵۰/۹۷	۴۸/۳۹	۴۹/۷۴	۳۹/۱۵	۳۶/۸۴	۳۸/۳۳	۳۹/۳۹	۰/۰۸	۰/۰۹	۰/۰۶
TiO_2	۲/۳۸	۱/۷۶	۲/۱۰	۰/۵۷	۰/۰۰	۰/۰۳	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۴۵	۰/۴۲	۰/۴۱
Al_2O_3	۴/۹۶	۲/۳۸	۴/۸۹	۶/۹۳	۰/۰۳	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۳	۴۱/۳۳	۴۲/۷۳	۴۲/۸۸
Cr_2O_3	۰/۱۱	۰/۰۰	۰/۲۸	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۲۱/۴۵	۲۱/۷۰	۲۱/۸۷
FeO*	۸/۲۴	۷/۶۶	۷/۱۱	۸/۰۰	۱۷/۲۵	۳۰/۵۸	۲۱/۵۹	۱۴/۱۳	۱۹/۵۴	۱۷/۰۶	۱۶/۹۷
MnO	۰/۲۰	۰/۱۹	۰/۱۸	۰/۱۷	۰/۲۳	۰/۶۱	۰/۳۸	۰/۲۲	۰/۲۳	۰/۱۸	۰/۱۶
MgO	۱۳/۵۶	۱۳/۸۶	۱۳/۸۰	۱۳/۹۶	۴۲/۸۳	۳۱/۹۷	۳۹/۳۲	۴۵/۶۵	۱۵/۷۰	۱۷/۷۷	۱۷/۷۴
CaO	۲۱/۷۱	۲۲/۲۹	۲۲/۳۶	۱۹/۹۶	۰/۲۴	۰/۳۹	۰/۱۳	۰/۲۲	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۰
Na_2O	۰/۵۳	۰/۶۳	۰/۵۴	۰/۶۲	۰/۰۳	۰/۰۱	۰/۰۵	۰/۰۲	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۱
K_2O	۰/۰۰	۰/۰۳	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۰
NiO	۰/۰۱	۰/۰۴	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۱۹	۰/۰۰	۰/۱۱	۰/۱۹	۰/۲۲	۰/۲۲	۰/۲۴
مجموع	۹۹/۷۰	۹۹/۸۰	۹۹/۶۵	۹۹/۹۶	۹۹/۹۶	۱۰۰/۴۴	۹۹/۹۳	۹۹/۸۵	۹۹/۰۰	۱۰۰/۱۹	۱۰۰/۳۴
Oxygen#	۶/۰۰	۶/۰۰	۶/۰۰	۶/۰۰	۴/۰۰	۴/۰۰	۴/۰۰	۴/۰۰	۳۲/۰۰	۳۲/۰۰	۳۲/۰۰
Si	۱/۷۹	۱/۹۰	۱/۸۰	۱/۸۳	۱/۰۰	۱/۰۰	۱/۰۰	۰/۹۹	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰
Ti	۰/۰۷	۰/۰۵	۰/۰۶	۰/۰۲	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱
Al	-	-	-	-	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۱/۳۸	۱/۳۹	۱/۳۹
Al^{IV}	۰/۲۱	۰/۱۰	۰/۲۰	۰/۱۷	-	-	-	-	-	-	-
Al^{VI}	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۱۳	-	-	-	-	-	-	-
Cr	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰۰/۰	۰/۰۰	۰/۴۸	۰/۴۷	۰/۴۸
Fe^{3+}	۰/۱۰	۰/۰۵	۰/۱۰	۰/۰۵	-	-	-	-	۰/۱۲	۰/۱۲	۰/۱۱
Fe^{2+}	۰/۱۵	۰/۱۹	۰/۱۲	۰/۲۰	۰/۳۷	۰/۶۹	۰/۴۷	۰/۳۰	۰/۳۴	۰/۲۸	۰/۲۸
Mn	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۰
Mg	۰/۷۵	۰/۷۷	۰/۷۷	۰/۷۷	۱/۶۲	۱/۲۹	۱/۵۲	۱/۷۱	۰/۶۶	۰/۷۳	۰/۷۳
Ca	۰/۸۷	۰/۸۹	۰/۸۹	۰/۷۹	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰
Na	۰/۰۴	۰/۰۵	۰/۰۴	۰/۰۴	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰
K	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰
Ni	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱
مجموع	۴/۰۰	۴/۰۰	۴/۰۰	۴/۰۰	۳/۰۱	۳/۰۰	۳/۰۱	۳/۰۱	۳/۰۰	۳/۰۰	۳/۰۰
WO	۴۶/۰۴	۴۶/۷۳	۴۷/۳۲	۴۳/۶۲	-	-	-	-	-	-	-
EN	۳۹/۹۹	۴۰/۴۲	۴۰/۶۴	۴۲/۴۵	-	-	-	-	-	-	-
FS	۱۳/۹۶	۱۲/۸۵	۱۲/۰۵	۱۳/۹۴	-	-	-	-	-	-	-
Fe#	۰/۱۷	۰/۲۰	۰/۱۴	۰/۲۱	۰/۱۸	۰/۳۵	۰/۲۴	۰/۱۵	۰/۳۴	۰/۲۸	۰/۲۸
Mg#	۰/۸۳	۰/۸۰	۰/۸۷	۰/۷۹	۰/۸۲	۰/۶۵	۰/۷۶	۰/۸۵	۰/۶۶	۰/۷۳	۰/۷۲
Cr#	-	-	-	-	-	-	-	-	۰/۲۶	۰/۲۵	۰/۲۶
Fe^{3+}#	-	-	-	-	-	-	-	-	۰/۰۶	۰/۰۶	۰/۰۶
نام کانی	دیوپسید	دیوپسید	دیوپسید	اوژیت	کریزولیت	هیالوسیدریت	کریزولیت	کریزولیت			



شکل ۶ الف- نمودار رده‌بندی الیوین‌ها [۲۹] و ترکیب الیوین‌ها در بازالت تویره؛ ب- ترکیب کلینوپیروکسن‌ها در زمینه بازالت تویره در نمودار رده‌بندی پیروکسن‌ها [۳۰]؛ پ- ترکیب درشت بلورها و ریزسنگ‌های پلاژیوکلاز در بازالت تویره در نمودار سه‌تایی رده‌بندی فلدسپارها [۲۹].

جدول ۲ نتایج تجزیه ریزپردازشی (برحسب درصد وزنی) و محاسبه فرمول ساختاری پلاژیوکلازها، ریزسنگ‌ها، کانی‌های کدر، سرپانتین‌ها و زئولیت‌ها در بازالت قلیایی تویره.

نام کانی	درشت بلور پلاژیوکلاز		پلاژیوکلاز زمینه		تیتانومگنتیت		سرپانتین		ناترولیت
شماره نمونه	B409	B409-1	B406	B406	B412	B416	B412	B411	B409
شماره نقطه	۱۰۲	۲۸۴	۲۴۶	۲۵۰	۱۱	۱۹	۲۵	۱۱۶	۹۶
SiO_2	۵۳/۳۴	۵۵/۴۲	۵۲/۴۶	۵۲/۷۳	۰/۰۸	۰/۲۲	۵۱/۹۲	۵۳/۳۴	۴۵/۳۰
TiO_2	۰/۰۳	۰/۰۱	۰/۰۸	۰/۰۹	۲۶/۰۸	۱۹/۹۱	۰/۰۰	۰/۰۲	۰/۰۰
Al_2O_3	۲۹/۵۲	۲۷/۹۸	۲۹/۳۱	۳۰/۰۵	۲/۲۱	۴/۶۶	۰/۰۳	۰/۰۳	۳۰/۱۵
Cr_2O_3					۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۰	
FeO*	۰/۱۴	۰/۲۰	۰/۹۹	۰/۴۵	۶۶/۵۵	۶۰/۰۱	۱۴/۲۹	۱۴/۷۴	۰/۰۴
MnO	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۲	۰/۰۱	۱/۸۰	۰/۶۷	۰/۰۵	۰/۰۷	۰/۰۰
MgO	۰/۰۳	۰/۰۳	۰/۷۴	۰/۰۲	۰/۳۳	۴/۳۷	۲۲/۴۰	۲۲/۳۶	۰/۰۰
CaO	۱۱/۵۴	۱۰/۴۲	۱۲/۲۹	۱۲/۵۲	۰/۱۱	۰/۰۲	۰/۲۰	۰/۲۳	۲/۳۴
Na_2O	۵/۲۱	۵/۳۰	۴/۱۹	۴/۲۰	۰/۰۴	۰/۰۰	۰/۱۰	۰/۱۲	۱۲/۲۹
K_2O	۰/۲۱	۰/۵۶	۰/۲۷	۰/۲۹	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۵	۰/۰۲	۰/۰۱
NiO							۰/۱۴	۰/۱۳	
مجموع	۱۰۰/۰۰	۹۹/۹۳	۱۰۰/۳۵	۱۰۰/۳۵	۹۷/۲۲	۹۷/۵۹	۸۹/۲۰	۹۱/۰۴	۹۰/۱۳
Oxygen#	۸/۰۰	۸/۰۰	۸/۰۰	۸/۰۰	۴/۰۰	۴/۰۰	۷/۰۰	۷/۰۰	۱۲/۰۰
Si	۲/۴۳	۲/۵۰	۲/۳۸	۲/۳۹	۰/۰۰	۰/۰۱	۲/۶۵	۲/۶۸	۲/۹۶
Ti	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۵۸	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰
Al	۱/۵۷	۱/۴۹	۱/۵۷	۱/۶۰	۰/۱۰	۰/۲۱	۰/۰۰	۰/۰۰	۲/۳۲
Cr					۰/۰۰	۰/۰۰			
Fe^{3+}					۰/۴۳	۰/۶۲			۰/۰۰
Fe^{2+}	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۴	۰/۰۲	۱/۶۵	۱/۳۱	۰/۶۱	۰/۶۲	۰/۰۰
Mn	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۶	۰/۰۲	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰
Mg	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۵	۰/۰۰	۰/۰۲	۰/۲۵	۱/۷۱	۱/۶۷	۰/۰۰
Ca	۰/۵۵	۰/۵۰	۰/۶۰	۰/۶۱	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۱۶
Na	۰/۴۳	۰/۴۶	۰/۳۷	۰/۳۷	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۱	۱/۵۶
K	۰/۰۱	۰/۰۳	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۰	۰۰/۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰
مجموع	۵/۰۰	۵/۰۰	۵/۰۲	۵/۰۰	۳/۰۰	۳/۰۰	۵/۰۰	۵/۰۰	۷/۰۰
Ab	۴۳/۴۰	۴۶/۴۰	۳۷/۶۰	۳۷/۱۰					
An	۵۵/۴۰	۵۰/۴۰	۶۰/۹۰	۶۱/۳۰					
Or	۱/۵۰	۳/۲۰	۱/۵۰	۱/۶۰					
نام کانی	لابرادوریت	لابرادوریت	لابرادوریت	لابرادوریت					

[DOR: 20.1001.1.17263689.1402.31.2.7.0]
[DOI: 10.61186/ijcm.31.2.305]

کانی‌های موجود در بیگانه سنگ‌های سیلیمانیتی

از تجزیه ریزپردازشی کانی‌های موجود در بیگانه سنگ‌های سیلیمانیتیت نتاجی به دست آمد که در ادامه بیان می‌شوند. مقدار Al_2O_3 و SiO_2 سیلیمانیت‌ها به ترتیب ۵۸٫۲۶ و ۳۶٫۱۹ درصدوزنی در سیلیمانیت فیبرولیتی و ۶۲٫۲۸ و ۳۶٫۶۲ درصدوزنی در سیلیمانیت منشوری است (جدول ۳). داده‌های شیمیایی نشان می‌دهد که یون‌های Fe^{3+} و Mg^{2+} نیز وارد ساختار سیلیمانیت‌های فیبرولیتی شده‌اند. این امر نشان‌دهندهٔ ناخالصی آهن و منیزیم بیشتر در فیبرولیت‌هاست. کروندم یک کانی با ترکیب آرمانی Al_2O_3 است و کانی متداول سنگ‌های با ترکیب غنی از آلومینیم به شمار می‌رود. اما داده‌های تجزیه ریزپردازشی نشان می‌دهند در کروندم‌های موجود در این بیگانه سنگ‌ها مقداری TiO_2، *FeO و MgO (به‌ترتیب ۰٫۳۴، ۰٫۴۸ و ۰٫۱۱ درصدوزنی) نیز وجود دارد (جدول ۳). کلریت که زیر میکروسکوپ زرد رنگ است از کانی‌های ثانویه به‌شمار می‌رود و دارای ۰٫۷۳-۰٫۵۳ =#Mg است. ترکیب کلریت‌ها از نوع پنینیت، پیکنوکلریت و دیابانتیت است (جدول ۴). اسپینل‌های صورتی‌رنگ (زیر میکروسکوپ) برآمده از واکنش بیگانه سنگ با بازالت دربرگیرنده، از آلومینیم غنی هستند دارای مقدار Al_2O_3 (برابر با ۶۱-۶۲) و مقدار *FeO آنها برابر با ۲۷-۲۸ درصدوزنی است. مقدار #Mg این کانی‌ها نیز ۰٫۴ تا ۰٫۵ به‌دست آمد و از این رو، ترکیب آن‌ها در گستره محلول جامد اسپینل - هرسینیت قرار دارد (جدول ۴). اسکاپولیت از کانی‌های ثانویه بیگانه سنگ‌های سیلیمانیتیت است. ترکیب این اسکاپولیت‌ها ماریالیت (Mar=۰٫۹۹) است (جدول ۵).

جدول ۳ نتایج تجزیه ریزپردازشی (برحسب درصد وزنی) و محاسبه فرمول ساختاری فیبرولیت، سیلیمانیت منشوری و کرندوم در بیگانه سنگ سیلیمانیتیت موجود در بازالت تویره.

نام کانی	سیلیمانیت فیبرولیتی		سیلیمانیت					کروندوم				
شماره نمونه	B795-1-1	B795-1-1	B795-1-1	B795-1-1	B795-1-1	B795-1-1	B795-1-2	B795-1-1	B795-1-1	B795-1-1	B795-1-1	B795-1-2
شماره نقطه	۲۶۰	۲۶۲	۲۵۹	۲۶۱	۲۶۳	۲۶۴	۲۷۰	۲۵۵	۲۵۷	۲۶۷	۲۶۸	۲۶۹
SiO2	۳۶٫۰۱	۳۶٫۳۹	۳۶٫۵۰	۳۶٫۹۸	۳۶٫۴۰	۳۶٫۷۸	۳۶٫۴۲	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۹	۰٫۲۵	۳٫۰۶
TiO2	۰٫۰۱	۰٫۰۳	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۳۸	۰٫۳۱	۰٫۴۵	۰٫۲۲	۰٫۱۹
Al2O3	۵۸٫۶۶	۵۷٫۸۷	۶۱٫۹۴	۶۲٫۵۵	۶۲٫۴۳	۶۱٫۸۴	۶۲٫۶۶	۹۹٫۱۲	۹۸٫۶۳	۹۸٫۷۹	۹۷٫۸۴	۹۵٫۸۶
FeO*	۱٫۳۹	۱٫۶۱	۰٫۲۵	۰٫۲۴	۰٫۳۰	۰٫۶۶	۰٫۲۷	۰٫۴۸	۰٫۴۱	۰٫۵۹	۰٫۴۵	۰٫۴۳
MnO	۰٫۰۱	۰٫۰۲	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۲	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۱
MgO	۱٫۳۲	۱٫۶۹	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۲	۰٫۴۳	۰٫۰۳	۰٫۱۰	۰٫۰۹	۰٫۱۴	۰٫۱۰	۰٫۰۷
CaO	۰٫۰۳	۰٫۰۷	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۳	۰٫۰۳	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۲
Na2O	۰٫۰۸	۰٫۱۲	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۲	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۱۴
K2O	۰٫۰۸	۰٫۱۵	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۳	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۱۴
NiO	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۲	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۰
مجموع	۹۷٫۵۸	۹۷٫۹۴	۹۸٫۷۰	۹۹٫۸۰	۹۹٫۲۱	۹۹٫۷۷	۹۹٫۳۹	۱۰۰٫۱۰	۹۹٫۴۶	۱۰۰٫۰۶	۹۸٫۸۹	۹۹٫۹۱
Oxygen#	۵٫۰۰	۵٫۰۰	۵٫۰۰	۵٫۰۰	۵٫۰۰	۵٫۰۰	۵٫۰۰	۳٫۰۰	۳٫۰۰	۳٫۰۰	۳٫۰۰	۳٫۰۰
Si	۱٫۰۱	۱٫۰۲	۱٫۰۰	۱٫۰۰	۰٫۹۹	۱٫۰۰	۰٫۹۹	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۵
Ti	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۰
Al	۱٫۹۳	۱٫۹۰	۲٫۰۰	۲٫۰۰	۲٫۰۱	۱٫۹۸	۲٫۰۱	۱٫۹۹	۱٫۹۹	۱٫۹۸	۱٫۹۸	۱٫۹۲
Fe^{3+}	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
Fe^{2+}	۰٫۰۳	۰٫۰۴	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۲	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱
Mn	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
Mg	۰٫۰۶	۰٫۰۷	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۲	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
Ca	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
Na	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۱
K	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
مجموع	۳٫۰۳	۳٫۰۴	۳٫۰۰	۳٫۰۰	۳٫۰۱	۳٫۰۱	۳٫۰۱	۲٫۰۰	۲٫۰۰	۲٫۰۰	۲٫۰۰	۱٫۹۹

[DOR: 20.1001.1.17263689.1402.31.2.7.0]
[DOI: 10.61186/ijcm.31.2.305]

جدول ۴ نتایج تجزیه ریزپردازشی (برحسب درصد وزنی) و محاسبه فرمول ساختاری کلریت‌ها و اسپینل‌های در بیگانه سنگ سیلیمانیتیت موجود در بازالت تویره.

نام کانی	کلریت					اسپینل		
شماره نمونه	B795-1-1	B795-1-1	B795-1-1	B795-1-2	B795-1-2	B795-1-2	B795-1-2	B795-1-2
شماره نقطه	۲۵۴	۲۵۶	۲۵۸	۲۷۳	۲۷۴	۲۷۱	۲۷۲	۲۷۶
SiO_2	۳۸٫۴۴	۳۹٫۹۳	۳۶٫۲۷	۳۶٫۸۷	۳۶٫۴۷	۰٫۵۹	۰٫۸۱	۰٫۰۰
TiO_2	۰٫۷۶	۱٫۱۵	۱٫۶۲	۰٫۶۵	۰٫۰۰	۰٫۳۹	۰٫۳۷	۰٫۴۹
Al_2O_3	۲۷٫۳۶	۲۷٫۹۸	۲۶٫۲۴	۲۶٫۰۸	۱۵٫۱۲	۶۱٫۵۶	۶۰٫۹۹	۶۱٫۵۴
Cr_2O_3	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۰
FeO*	۷٫۹۷	۶٫۹۵	۹٫۱۲	۹٫۲۷	۱۳٫۹۶	۲۷٫۵۰	۲۷٫۴۹	۲۷٫۸۵
MnO	۰٫۰۹	۰٫۱۰	۰٫۰۸	۰٫۰۹	۰٫۰۷	۰٫۲۲	۰٫۲۲	۰٫۲۱
MgO	۹٫۷۹	۸٫۹۳	۱۱٫۴۴	۱۲٫۳۰	۲۱٫۲۱	۹٫۶۸	۹٫۷۸	۹٫۹۷
CaO	۰٫۵۰	۰٫۴۱	۰٫۴۴	۰٫۴۴	۰٫۶۹	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
Na_2O	۰٫۱۶	۰٫۱۷	۰٫۰۸	۰٫۱۳	۰٫۱۳	۰٫۰۳	۰٫۰۲	۰٫۰۰
K_2O	۱٫۶۶	۰٫۰۳	۰٫۹۷	۰٫۷۰	۰٫۲۲	۰٫۰۲	۰٫۰۳	۰٫۰۰
NiO	۰٫۰۰	۰٫۰۳	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۷	۰٫۱۲	۰٫۰۰
مجموع	۸۶٫۷۳	۸۷٫۷۰	۸۶٫۵۵	۸۶٫۵۲	۸۷٫۸۷	۱۰۰٫۰۷	۹۹٫۸۳	۱۰۰٫۰۶
Oxygen#	۲۸٫۰۰	۲۸٫۰۰	۲۸٫۰۰	۲۸٫۰۰	۲۸٫۰۰	۳۲٫۰۰	۳۲٫۰۰	۳۲٫۰۰
Si	۶٫۸۰	۵٫۸۹	۶٫۵۸	۶٫۷۳	۶٫۳۵	۰٫۰۰	۰٫۰۲	۰٫۰۰
Ti	۰٫۱۲	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۱۶	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱
Al						۲٫۰۰	۱٫۹۵	۱٫۹۶
Al^{IV}	۱٫۲۰	۲٫۱۱	۱٫۴۳	۱٫۲۸	۱٫۶۵			
Al^{VI}	۵٫۷۵	۲٫۶۰	۵٫۱۳	۵٫۴۹	۲٫۲۲			
Cr	۰٫۰۲	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۲	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
Fe^{3+}	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۲
Fe^{2+}	۱٫۳۴	۳٫۹۹	۱٫۳۴	۱٫۵۴	۴٫۰۳	۰٫۵۸	۰٫۶۲	۰٫۰۶
Mn	۰٫۰۱	۰٫۰۲	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱
Mg	۲٫۱۱	۵٫۱۴	۳٫۵۶	۲٫۳۲	۵٫۴۴	۰٫۴۰	۰٫۳۹	۰٫۴۰
Ca	۰٫۰۹	۰٫۰۰	۰٫۰۵	۰٫۰۹	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
Na	۰٫۰۷	۰٫۰۰	۰٫۰۵	۰٫۰۵	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
K	۰٫۲۷	۰٫۰۰	۰٫۰۶	۰٫۱۳	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
مجموع	۱۷٫۷۷	۱۹٫۷۵	۱۸٫۱۹	۱۷٫۸۰	۱۹٫۷۱	۳٫۰۰	۳٫۰۰	۳٫۰۰
Mg#	۰٫۶۱	۰٫۵۳	۰٫۷۳	۰٫۶۰	۰٫۵۷	۴۰٫۹۰	۳۸٫۸۷	۳۹٫۹۰
Fe#	۰٫۳۹	۰٫۴۴	۰٫۲۷	۰٫۴۰	۰٫۴۳	۵۹٫۱۰	۶۱٫۲۲	۶۰٫۱۰
Cr#						۱۰٫۰	۰٫۱۰	۰٫۰۰
Fe^{3+}#						۰٫۰۰	۰٫۰۰	۱٫۲۱
نام	Pe	Py	Pe	Pe	Db			

جدول ۵ نتایج تجزیه ریزپردازشی (برحسب درصد وزنی) و محاسبه فرمول ساختاری اسکاپولیت، پلاژیوکلاز و ایلمنیت در بیگانه سنگ سیلیمانیتیت موجود در بازالت تویره.

نام کانی	B795-1-1	B795-1-1	B795-1-2	B795-1-2
شماره نمونه	۲۶۵	۲۶۶	۲۷۷	۲۷۸
شماره نقطه	اسکاپولیت		پلاژیوکلاز	ایلمنیت
SiO_2	۶۱٫۶۹	۶۰٫۱۸	۵۱٫۱۴	۰٫۰۱
TiO_2	۰٫۳۱	۰٫۱۵	۰٫۰۸	۵۶٫۷۳
Al_2O_3	۱۷٫۶۷	۱۷٫۸۵	۲۹٫۹۵	۰٫۰۹
Cr_2O_3	۰٫۰۰	۰٫۰۰		۰٫۰۰
FeO*	۱٫۷۵	۱٫۴۱	۰٫۴۵	۳۳٫۸۹
MnO	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۶۰
MgO	۰٫۳۰	۱٫۵۷	۰٫۰۴	۸٫۰۶
CaO	۰٫۰۵	۰٫۰۲	۱۳٫۸۶	۰٫۰۰
Na_2O	۱۰٫۰۳	۹٫۹۴	۳٫۶۷	۰٫۰۱
K_2O	۰٫۱۰	۰٫۰۴	۰٫۲۳	۰٫۰۰
NiO	۰٫۰۳	۰٫۰۲		۰٫۰۱
مجموع	۹۱٫۹۱	۹۱٫۱۸	۹۹٫۴۱	۹۹٫۴۱
Oxygen#	۲۴٫۰۰	۲۴٫۰۰	۶٫۰۰	۳٫۰۰
Si	۸٫۸۸	۸٫۷۴	۱٫۷۶	۰٫۰۰
Ti	۰٫۰۳	۰٫۰۲	۰٫۰۰	۱٫۰۱
Al	۳٫۰۰	۳٫۰۵	۱٫۲۲	۰٫۰۰
Cr	۰٫۰۰	۰٫۰۰		
Fe^{3+}	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
Fe^{2+}	۰٫۲۱	۰٫۱۷	۰٫۰۱	۰٫۶۷
Mn	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۱
Mg	۰٫۰۶	۰٫۳۴	۰٫۰۰	۰٫۲۹
Ca	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۵۱	۰٫۰۰
Na	۲٫۸۰	۲٫۸۰	۰٫۲۵	۰٫۰۰
K	۰٫۰۲	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۰
مجموع	۱۵٫۰۰	۱۵٫۱۲	۳٫۷۶	۱٫۹۹
Ab			۳۲٫۰۰	
An			۶۶٫۷۰	
Or			۱٫۳۰	
نام کانی			لابرادوریت	
Mei=Ca/Ca+Na	۰٫۰۰	۰٫۰۰		
Mar=Na/(Na+Ca)	۱٫۰۰	۱٫۰۰		

بحث

تشکیل سیلیمانیت رشته‌ای (فیبرولیت)

سیلیمانیت یک کانی نزوسیلیکات با فرمول Al_2SiO5 است که در سیستم راستگوشی متبلور می‌شود. متداول‌ترین یونی که وارد ساختار این کانی می‌شود Fe^{3+} است. سیلیمانیت چندریخت دما بالای Al_2SiO_5 است که در سنگ‌های پلیتی با درجهٔ دگرگونی بالا دیده می‌شود.

سیلیمانیت رشته‌ای یا فیبرولیت در سال ۱۸۰۲ نامگذاری شده است [۱۳]. این واژه برای فازهای سوزنی ریزدانه در سنگ‌های دگرگون‌شده با درجه متوسط تا بالاست [۳۲،۳۱]. بلورهای نازک‌تر از ۱۰ میکرون را فیبرولیت و بلورهای درشت‌تر را سیلیمانیت می‌نامند [۳۳]. بررسی‌های سنگ نگاری نشان می‌دهد که وقتی سرعت واکنش بالاست، سیلیمانیت رشته‌ای رشد می‌کند، زیرا انرژی سطحی وجه (۱۱۰) کم و نرخ رشد آن بالاست. واکنش تک‌متغیره در سامانه کیانیت- آندالوزیت- سیلیمانیت یک واکنش کند است، زیرا احتیاج به گسیختگی پیوندهای محکم Al-O و Si-O دارد و نیروهای کنترل کننده ضعیف هستند [۳۴]. فیبرولیت‌ها دارای مقداری آب هستند و بی‌نظمی شبکه‌ای نشان می‌دهد [۳۵]. از این رو، تشکیل فیبرولیت و سیلیمانیت منشوری در گستره دما و فشار یکسانی رخ نمی‌دهد. داده‌های تجزیه ریزپردازشی نشان می‌دهند که فیبرولیت و سیلیمانیت‌های بررسی شده دارای مقادیر متفاوتی از SiO_2، Al_2O_3 و FeO^* هستند (جدول ۳). فیبرولیت‌ها را بر اساس روابط بافتی به دو دسته تقسیم می‌کنند: فیبرولیت‌های هماهنگ که در آن مرز کانی‌های کناری با فیبرولیت به خوبی مشخص است و فیبرولیت‌های ناهماهنگ که هیچ ارتباط آشکاری از مرز بین فیبرولیت و کانی‌های دیگر وجود ندارد. وجود فیبرولیت در این حالت نشان‌دهندهٔ رشد آن بین دیگر کانی‌ها در مراحل بعدی است [۳۶،۳۱]. بررسی‌های سنگ نگاری بیگانه سنگ‌های سیلیمانیت نشان می‌دهد که فیبرولیت‌های موجود در آنها را می‌توان از نوع ناهماهنگ در نظر گرفت (شکل ۵).

افزون بر این، از میان کانی‌های مختلف موجود در سنگ‌های دگرگونی، کانی‌های آلومینوسیلیکات (Al_2SiO_5) برای تعیین دما و فشار دگرگونی اهمیت بسیاری دارند. برخوردگاه منحنی‌های تک‌متغیره کانی‌های آندالوزیت، سیلیمانیت و کیانیت در سامانه تک جزئی چندریخت‌های Al_2O_3 (نقطه‌ی بدون تغییر) در نمودار دما و فشار همخوانی کاملی ندارند و بسیاری از پژوهشگران این نقطه را متفاوت در نظر می‌گیرند [۳۱، ۳۷-۴۱]. برخی از پژوهشگران وجود فیبرولیت در سنگ‌های دگرگون را معادل حضور سیلیمانیت برشمرده‌اند [۴۲]. سیلیمانیت کانی شاخص سنگ‌های پر آلومین دگرگون‌شده در رخساره گرانولیت و نشان‌دهندهٔ دماهای دگرگونی بیش از ۶۰۰ درجه سانتیگراد است [۲۸].

تا کنون شش ساز و کار کلی برای تشکیل فیبرولیت پیشنهاد شده است: ۱) واکنش میان پلاژیوکلاز و پتاسیم‌فلدسپار [۴۳]:

پتاسیم‌فلدسپار (۱) + پلاژیوکلاز (۱) = پتاسیم‌فلدسپار (۲) + پلاژیوکلاز (۲) + فیبرولیت (۱)

۲) افزایش دما [۱۳]، ۳) شستشوی کاتیونی و تهی شدگی [۳۱]، ۴) دگرنهادی Al [۳۳،۳۱]، ۵) تغییرشکل [۴۴] و ۶) نفوذ آب که در این حالت از فیبرولیتی شدن سیلیمانیت منشوری تشکیل می‌شود. در همه این مراحل، فیبرولیت می‌تواند از همهٔ کانی‌های آلومینیم بالا در شرایط مشخص تشکیل شود. آلومینوسیلیکات‌ها، گارنت، مسکوویت، بیوتیت، پلاژیوکلاز و فلدسپار قلیایی از کانی‌هایی هستند که می‌توانند به فیبرولیت تبدیل شوند.

دربارهٔ بیگانه سنگ‌های سیلیمانیتیت مورد بررسی می‌توان گفت که بخش‌هایی از سیلیمانیت‌های منشوری به احتمال بسیار طی حمل توسط بازالت قلیایی تویره و در اثر دمای بالای بازالت و واکنش با آن، از پیرامون تبدیل به فیبرولیت شده‌اند. دلیل بیشتربودن مقدار TiO_2، FeO^* و MgO در فیبرولیت‌ها نسبت به سیلیمانیت‌های منشوری نیز به احتمال بسیار رخداد واکنش میان بازالت قلیایی و بیگانه سنگ است. پیدایش اسپینل‌های صورتی در مرز میان بازالت و بیگانه سنگ نیز دلیل دیگری برای رخداد این واکنش به شمار می‌رود. با توجه به این مطالب می‌توان گفت که دلیل تشکیل فیبرولیت در بیگانه سنگ‌های مورد بررسی به خرج سیلیمانیت‌های منشوری، افزایش دما در اثر دربرگرفته‌شدن با بازالت است (نوع دوم، فیبرولیتی‌شدن در اثر افزایش دما).

تعیین سنگ‌مادر احتمالی بیگانه سنگ سیلمانیتیت

سیلیمانیت کانی شاخص سنگ‌های دگرگونی رخساره گرانولیت بوده که سنگ اولیه آن‌ها اغلب مواد پوسته‌ای غنی از آلومینیم است. در دگرگونی ناحیه‌ای، تشکیل سیلیمانیت را مربوط به بالاترین درجه دگرگونی سنگ‌های پلیتی و گرانولیت‌های پرآلومین می‌دانند [۲۸]. سیلیمانیت به همراه کانی‌های اسپینل و کروندوم در گرانولیت‌هایی غنی از Al و فقیر از Si که در شرایط نزدیک به ذوب هستند، دیده می‌شوند [۴۵].

[DOR: 20.1001.1.17263689.1402.31.2.7.0]
[DOI: 10.61186/ijcm.31.2.305]

سـیلیمانیت‌هـای رشـته‌ای نسـبت بـه انـواع درشـت بلـور منشوری در دماهای کمتـری تشـکیل مـی‌شـوند [۴۶]. وجـود کروندم در سنگ‌های دگرگونی نشان‌دهندۀ غنی‌بـودن آن‌هـا از آلـومینیم و فقیربـودن آن‌هـا از سـیلیس اسـت [۴۷]. وجـود کانی‌های کرونـدوم و سـیلیمانیت (منشـوری و فیبرولیتـی) در بیگانه سنگ‌های سیلیمانیتیت در منطقه تویره به احتمالا بسیار نشان‌دهندۀ غنی‌بودن سنگ‌مادر آن‌ها از آلـومینیم و فقیربـودن از سیلیس است. سیلیمانیت کانی شاخص ترکیب‌های برگرفتـه از پوسته قـاره‌ای غنـی از Al اسـت کـه در رخسـاره گرانولیـت دگرگون شده‌اند [۲۸].

برای بررسی‌های سنگ نگـاری و زمـین‌شـیمی کـانی‌هـای موجود در بیگانه سنگ‌های سیلیمانیتیت، سنگ‌مـادر آن‌هـا بـه احتمال بسیار یک سنگ رسوبی غنی از آرژیل بوده است که در اثر دگرگون‌شدن آن، نخست سیلیمانیت منشوری در آن پدیـد آمده و پس از اتمام سیلیس، کروندم نیز در آن بـه‌وجـود آمـده است. در اثر حمل این سـنگ توسـط بازالـت نیـز، سـیلیمانیت فیبرولیتی و اسپینل در آن ایجاد شـده اسـت. تشـکیل کلریـت پیرامون برخی از بلورهای کروندم را نیز می‌توان به اثـر سـیال-های مربوط به بازالت حمل کننده بیگانه سنگ که دارای آهن و منیزیم قابل ملاحظه‌ای بوده است نسبت داد. اسکاپولیت‌ها نیـز به احتمالا بسیار در ارتباط با دگرسانی پلاژیوکلازهـای موجـود در بازالت بوده است که در فضای بـین بلورهـای بیگانـه سـنگ حمل شده تشکیل شده‌اند. از آنجا که ماگمـای بـازالتی قلیـایی غنی از آهن و منیزیم است و یک بیگانه سنگ غنی از آلومنیوم (بیگانه سنگ‌های سیلیمانیتیت) در آن قرار دارد، با آن واکـنش داده و اسپینل بین آن‌ها متبلور شده است.

برداشت

بازالــت‌هــای قلیــایی تــویره از درشــت بلــورهــای الیــوین، کلینوپیروکسـن و پلاژیـوکلاز هسـتند کـه در زمینـه‌ای شـامل بلورهای ریز همین کانی‌ها، سانیدین و کانی‌های کدر (ایلمنیت) قرار دارند. کانی‌های ثانویه شامل سرپانتین، زئولیت (ناترولیت و مزولیت) و کانی‌های کدر (مگنتیت، ایلمنیت) هستند. همگنـی و همانندی بازالت‌های تویره از نظر سنگ‌نگاری و درصد حجمی فراوانی کانی‌ها (مودال) و همچنـین وجـود کـانی‌هـای الیـوین، کلینوپیروکسن و پلاژیـوکلاز بـه دو صـورت درشـت بلـور و در زمینه نشان می‌دهد که شرایط برای تبلور این کـانی‌هـا هنگـام توقف و طی صعود ماگمـا فـراهم بـوده و جـدایش نقـش قابـل توجهی در تکامل ماگما نداشته است. از ویژگـی‌هـای بـی‌ماننـد این سنگ‌ها آن است که میزبان بیگانه سنگ و بیگانه بلورهـای برآمده از اعماق زمین هستند. این بیگانه سنگ‌ها تنوع بسیاری در نمونه دستی از نظر رنگ (تیره تا روشـن) و انـدازه (از میلـی متر تا دسی متر) دارند.

بیگانه سنگ‌های سیلیمانیتیت موجـود در بازالـت تـویره از انواع برگرفته از پوسته قاره‌ای در نظـر گرفتـه شـده و بـا رنـگ روشن دیده می‌شوند. این بیگانه سنگ در نمونه دسـتی روشـن رنگ و دارای ظاهری یکنواخت است. در مقاطع نازک تهیه شده از این نمونه‌ها، بافت‌های دانه شکفتی، نخ شکفتی، پوئی غربـالی و تاج‌خروسی دیده می‌شوند. سیلیمانیت کانی اصـلی و کرونـدم کانی فرعی این بیگانه سنگ‌هـا هسـتند. کلریـت و اسـکاپولیت کانی‌های ثانویه موجـود در ایـن بیگانـه سـنگ‌هـا هسـتند کـه پیرامون برخی از بلورهـای کرونـدم تشـکیل شـده‌انـد. بررسـی مقاطع نازک تهیه شده از بیگانه سنگ‌های سیلیمانیتیت تـویره نشان می‌دهد که آنها بدون کـوارتز هسـتند و در محـل تمـاس بیگانه سنگ و بازالت دربرگیرنده در اثر واکنش بین آن‌ها، کانی اسپینل ایجاد شده است.

بـا توجـه بـه بـالاتربـودن مقـدار TiO_2, FeO*, MgO در فیبرولیت‌هـا نسـبت بـه سـیلیمانیت‌هـای منشـوری در بیگانـه سنگ‌های سیلیمانیتیت مورد بررسی و نیز پیدایش اسپینل‌های صورتی در مرز میان بازالت و بیگانه سنگ، می‌توان گفت که بـه احتمال بسیار هنگام حمل بیگانه سنگ‌ها توسط بازالت قلیـایی تـویره و در اثـر دمـای بـالای بازالـت و واکـنش دادن بـا آن، بخـش‌هـایی از سـیلیمانیت‌هـای منشـوری آنهـا از اطـراف بـه فیبرولیت تبدیل شده‌اند.

بررسی‌های سنگ نگـاری و شـیمی کـانی‌هـای موجـود در بیگانه سنگ‌های سیلیمانیتیت نشان مـی‌دهـد کـه سـنگ‌مـادر آن‌ها به احتمال بسیار یک سنگ رسوبی غنی از آرژیل بوده که در اثر دگرگون‌شدن آن، نخسـت سـیلیمانیت منشـوری ایجـاد شده و پس از اتمام سیلیس، کروندم نیز در آن به وجـود آمـده است. در اثر حمل این سنگ توسط مذاب بـازالتی، سـیلیمانیت فیبرولیتی و اسپینل نیز به آن اضافه شده‌اند.

قدردانی

نگارندگان از دانشگاه اصفهان به دلیل حمایت مالی از این پژوهش سپاس‌گزاری می‌کنند.

مراجع

[1] Le Maitre R.W., Streckeisen A., Zanettin B., Le Bas M.J., Bonin B., Bateman P., *"Igneous Rocks: A Classification and Glossary of Terms: Recommendations of the International Union of*

Iran: implications for source lithology and cooling history", International Geology Review 62 (2019) 1828-1844.

[13] Omrani H., Moayyed M., Jahangiri A., Moazzen M., *"Introducing the Ghorveh fibrolites and their formation Condition"*, Petrological Journal (2010) 1-10.

[14] Raeis D., Dargahi S., Moeinzadeh S.H., Arvin M., Bahrambeigi B., *"Geochemistry and Petrogenesis of Gandom-Berian Quaternary Alkali Basalts, North of Shahdad, Kerman Province (in Persian)",* Geosciences (2013) 23-89.

[15] Khezerlou A, Amel N, moayed M, Jahangiri A, Gari Govayer M., *"Petrography, mineral chemistry and geochemistry of hornblenditic autholiths and hornblenditic xenoliths from volcanic alkaline rocks from North West of Marand (NW Iran) (in Persian)",* Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy 25 (2018) 681-696.

[16] Rajabi S., Torabi G., *"Mineralogy and Geochemistry of xenoliths in the Eocene volcanic rocks of southwest of Jandaq (in Persian)",* Journal of Economic Geology 1 (2013) 65-82.

[17] Rajabi S., *"Petrology of Early Oligocene alkaline basalts in Toveireh area (SW of Jandaq, Isfahan Province). Ph.D Thesis, University of Isfahan (in Persian)"*, (2015).

[18] Rajabi S., Torabi G., Arai S., *"Oligocene crustal xenolith-bearing alkaline basalt from Jandaq area (Central Iran): implications for magma genesis and crustal nature",* Island arc 23 (2014) 125-141.

[19] Salim H., Torabi G., Shirdashtzadeh N., Sahlabadi M., Morishita T., *"Early Oligocene continental alkalibasalts of the Central Toveireh area (Southwest of Jandaq, Isfahan Province, Iran)",* Geotectonics (2022), DOI: 10.1134/S001685212202011X

[20] Torabi G., *"Early Oligocene alkaline lamprophyric dykes from the Jandaq area (Isfahan Province, Central Iran): An evidence of CEIM confining oceanic crust subduction",* Island Arc 19 (2010) 277-291.

[21] Sargazi M., Torabi G., Morishita T., *"Petrological characteristics of the Middle Eocene Toveireh pluton (southwest of the Jandaq, Central Iran): Implications for Eastern branch of Neo-Tethys subduction",* Turkish Journal of Earth Sciences 28 (2019) 558-588.

[22] Romanko E., Kokorin Yu., Krivyakin B., Susov M., Morozov L., Sharkovski M., *"Outline of metallogeny of Anarak area (Central Iran)",* Geological Survey of Iran, Technoexport Report 19 (1984) 136 p.

Geological Sciences", Cambridge Univ. Press, Cambridge (2005).

[2] Hagos M., Koeberl C., Kabeto K., Koller F., *"Geochemical characteristics of the alkaline basalts and the phonolite –trachyte plugs of the Axum area, northern Ethiopia"*, Austrian Journal of Earth Sciences, 103/2 (2010) 153-170.

[3] Xu Y.G., Zhang H.H., Qiu H.N., Ge W.C., Wu F.Y., *"Oceanic crust components in continental basalts from Shuangliao, Northeast China: Derived from the mantle transition zone?"*, Chemical Geology 328 (2012) 168-184.

[4] Zeng G., Chen L.H., Xu X.S., Jiang S.Y., Hofmann A.W., *"Carbonated mantle sources for Cenozoic intra-plate alkaline basalts in Shandong, North China",* Chemical Geology 273 (2010) 35-45.

[5] Spera F.J., *"Carbon dioxide in petrogenesis III: role of volatiles in the ascent of alkaline magma with special reference to xenolith-bearing mafic lavas",* Contributions to Mineralogy and Petrology 88 (1984) 217-232.

[6] Pearson D.G., Canil D., Shirey S.B., *"Mantle Samples Included in Volcanic Rocks: Xenoliths and Diamonds",* Earth Systems and Environmental Sciences 3 (2014) 169-253

[7] Dai H.K., Zheng J.P., *"Mantle xenoliths and host basalts record the Paleo-Asian oceanic materials in the mantle wedge beneath northwest North China Craton",* Solid Earth Sciences 4 (2019) 150-158

[8] Klügel A., Albers E., Hansteen T. H., *"Mantle and Crustal Xenoliths in a Tephriphonolite From La Palma (Canary Islands): Implications for Phonolite Formation at Oceanic Island Volcanoes",* Frontiers in Earth Science 10 (2022) 1-26

[9] Sims K.W.W., Maher K., Schrag D. P. *"Isotopic Constraints on Earth System Processes",* Advancing Earth and Space Science (2022).

[10] Espinoza F., Morata D., Pelleter E., Maury R.C., Suárezc M., Lagabrielle Y., Polvéea M., Bellon H., Cotton J., De la Cruz R., Guivel C., *"Petrogenesis of the Eocene and Mio-Pliocene alkaline basaltic magmatism in Meseta Chile Chico, southern Patagonia, Chile: Evidence for the participation of two slab windows",* Lithos, 82 (2005) 315-343.

[11] Saadat S., Stern C.R., *"Petrochemistry of a xenolith-bearing Neogene alkali olivine basalt from northeastern Iran",* Journal of Volcanology and Geothermal Research 225 (2012) 13-29.

[12] Salehi N., Torkian A., Furman T., *"Olivine-hosted melt inclusions in Pliocene–Quaternary lavas from the Qorveh–Bijar volcanic belt, western*

[36] Grambling, J.A., Williams M.L., *"The effects of Fe^{3+} and Mn^{3+} on aluminum silicate phase relations in North-Central New Mexico",* U.S.A. Journal of Petrology 26 (1985) 324-324.

[37] Richardson S.W., Gilbert M.C., BelI P.M., *"Experimental determination of kyanite-andalusite and andalusite-sillimanite equilibria; the aluminum silicate triple point",* American Journal of Science 267 (1969) 259-272.

[38] Loomise T.P., *"Coexisting aluminum silicate phases in contact metamorphic aureole"*, American Journal of science 272 (1972b) 933-945.

[39] Foster C.T., *"The role of biotite as a catalyst in reaction mechanism that forms fibrolite",* Geological and Mineralogical Association of Canada, Abstracts 15, A40 (1978).

[40] Kretz R., *"Symbols for rock forming minerals",* American mineralogist 68 (1983) 227-279.

[41] Hemingway B.S., Robie R.A., Howard T.E., Kerrick D.M., *"Heat capacity and entropies of sillimanite, fibrolite, andalusite and quartz and the Al_2SiO_5 phase diagram",* American Mineralogist 76(9-10) (1991) 1597-1613.

[42] Homam S.M., Boyle A., Atherton M.P., *"Syn- to post- kinematic fibrolite-biotite intergrowth in the Ardara aureole, NW Ireland",* Journal of Science Islamic Republic of Iran 13(4) (2002) 327-337.

[43] Sassi R., Mazzoli C., Spiess R., Cester T., *"Towards a better understanding of the fibrolite problem: the effect of reaction overstepping and surface energy anisotropy",* Journal of Petrology 45(7) (2004) 1467-1479.

[44] Vernon R.H., *"Growth and concentration of fibrous sillimanite related to heterogeneous deformation in K-feldspar-sillimanite metapelite",* Journal of Metamorphic Geology 5 (1987) 51-68.

[45] Markl G., *"Mullite-corundum-spinel-cordierite-plagioclase xenoliths in the Skaergaard Marginal Border Group: multi-stage interaction between metasediments and basaltic magma",* Contributions to Mineralogy and Petrology 149 (2005) 196-215.

[46] Moore J.G., *"Geology of the Mount Pinchot quadrangle, southern Sierra Nevada, California",* Geological Survey Bulletin 1130 (1963) 152 p.

[47] Johnson T.E., *"White R.W., Brown M., A year in the life of an aluminous metapelite xenolith-The role of heating rates, reaction overstep, H_2O retention and melt loss",* Lithos 124 (2011) 132-143

[23] Whitney D.L., Evans B.W., *"Abbreviations for names of rock-forming minerals",* American Mineralogist 95(1) (2010) 185-187.

[24] Aydin N.F., Karsli O., Sadiklar M.B., *"Compositional variations, zoning types and petrogenetic implications of low-pressure clinopyroxenes in the Neogene alkaline volcanic rocks of northeastern Turkey",* Turkish Journal of Earth Sciences 18 (2009) 163-186.

[25] Dobosi G., Jenner G.A., *"Petrologic implications of trace element variation in clinopyroxene megacrysts from the Nograd volcanic province, North Hungary: a study by laser ablation microprobe inductively coupled plasma-mass spectrometry",* Lithos 46 (1999) 731-749.

[26] Vernon R.H., *"Growth and concentration of fibrous sillimanite related to heterogeneous deformation in K-feldspar-sillimanite metapelite",* Journal of Metamorphic Geology 5 (1987) 51-68.

[27] Delor C.P., Rock N.M.S., *"Alkaline-ultramafic lamprophyre dikes from the Vestfold Hills, Princess Elizabeth Land (east Antarctica): Primitive magmas of deep mantle origin",* Antarctic Science 3 (1991) 419-32.

[28] Bucher K., Grapes R., *"Petrogenesis of metamorphic rocks",* Springer, Berlin (2011) 441 p.

[29] Deer W.A., Howie R.A., Zussman J., *"An introduction to the rock - forming minerals",* 2 Rev Ed. Pearson Education Limited, United Kingdom (1992) 712 p.

[30] Morimoto N., *"Nomenclature of pyroxenes",* The Canadian Mineralogist 27 (1989) 143-156.

[31] Kerrick D.M., *"The Al_2O_3 polymorphs",* Reviews in Mineralogy Mineralogical society of America 22 (1990) 207-220 311-352.

[32] Pattison D.R.M., *"Stability of andalusite and sillimanite and the Al_2SiO_5 triple point: constraints from the Ballachulish Aureole, Scotland",* Journal of Geology 100 (1992) 423-446.

[33] Kerrick D.M., Speer J.A., *"The role of minor element solid solution on the andalusite sillimanite equilibrium in meta pelites and per aluminous granitoids",* American Journal of Science 228 (1988) 159- 192.

[34] Lee P.R., Jillian R., Banfield F., Derrill F., Kerrick M., *"Tem investigation of Lewiston, Idaho, fibrolite: Microstructure and grain boundary energetic",* American Mineralogist 84 (1999) 152-159.

[35] Holdaway M.J., *"Stability of andalusite and aluminum silicate phase diagram",* American Journal of Science 271 (1971) 97-131.